Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).

Mit 1 Tafel (XIV).

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Robert Eichenberger

aus Beinwil am See (Aargau).

Basel

Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.

1924

Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).

Mit 1 Tafel (XIV).

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Basel

von

Robert Eichenberger

aus Beinwil am See (Aargau).

Basel
Buchdruckerei Emil Birkhäuser & Cie.
1924

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. C. Schmidt und Dr. H. Preiswerk.

Basel, den 29. Juni 1920.

Prof. Dr. **W. Matthies**, Dekan.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Separatabdruck aus *Eclogæ geologicæ Helvetiæ*, Band XVIII, Heft 3.

Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).

Von R. Eichenberger (Turgi).

Mit einer Tafel (XIV).

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung 452
A. Das Gotthardmassiv 453
1. Die vorvariszischen Formationen 453
2. Variszische Faltung und nachfolgende Intrusionen 456
3. Rotondogranit und Sädelhorndiorit 457
4. Prätriadische Diskordanzfläche 458
5. Zusammenfassung 458
B. Stratigraphie der Nufenenmulde 459
1. Trias 459
2. Lias 460
3. Die penninischen Kalkschiefer (Lias?) 464
C. Petrographie der Nufenenmulde 464
1. Mineralbeschreibung 465
2. Gesteinsbeschreibung 469
D. Tektonik der Nufenenmulde 475
1. Die randlichen Triaszüge 475
2. Der Schuppenbau der Nufenenmulde 475
3. Verlauf der Schuppen im östlichen Teil der Mulde . . . 476
4. Verlauf der Schuppen im westlichen Teil der Mulde . . . 478
5. Nufenenmulde und Gotthardmassiv 480
E. Nachtrag 481
Literaturverzeichnis 481

Die vorliegenden Untersuchungen wurden im Jahre 1918 auf Anregung meiner verehrten Lehrer Prof. C. Schmidt sel. und Prof. H. Preiswerk begonnen und im Sommer 1920 abgeschlossen. Die Feldaufnahmen (im Masstab 1 : 10000) wurden im für diesen Zweck sehr günstigen, niederschlagsarmen Sommer 1919 durchgeführt. Die genannten Herren haben mir ihre Gesteins- und Dünnschliffsammlungen, sowie ihre Tagebuchnotizen, welche sich auf das Untersuchungsgebiet bezogen, zur Verfügung gestellt. Dafür, sowie für ihre sonstige Hilfe und das Interesse an meiner Arbeit möchte ich ihnen an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen.

Einleitung.

Die Gegend des Nufenenpasses gilt mit Recht als besonders interessant und besuchenswert. Die hochkristallinen Schiefer dieser Gegend, die relativ wohlerhaltene Fossilien geliefert haben, sind, sowohl was ihr Alter als auch ihre Entstehung anbetrifft, von den verschiedenen Forschern verschieden gedeutet worden. Für die einen war die Serie der „Nufenenschiefer" die kontaktmetamorph veränderte Hülle der tertiär intrudierten Gneise und Granite des Gotthardmassives. Die anderen hielten das letztere für prätertiär und erklärten den kristallinen Zustand der Nufenenschiefer als Effekt der Dynamometamorphose.

Ich habe mir die Aufgabe gestellt, Entstehungsgeschichte und stratigraphische Gliederung der sog. Nufenenschiefer (Sedimente der „Nufenenmulde") aufzuklären. Dabei durfte ich mich nicht auf die Aufnahme der Nufenenzone beschränken, sondern musste auch die angrenzenden Teile des Gotthardmassivs untersuchen. Da ich die Absicht habe, in einer spätern Publikation die Verhältnisse im westlichen Gotthardmassiv eingehender darzustellen, teile ich im folgenden über das Massivgebiet nur soviel mit, als für das Verständnis der angrenzenden Nufenenzone von unmittelbarer Bedeutung ist.

Auf der geologischen Karte der Simplongruppe von Schmidt und Preiswerk sind in der Nufenenzone folgende Gesteinstypen auseinandergehalten: Kalkphyllite, granatführende Schiefer, zoisitführende Schiefer und Quarzite. Die Schiefer, in mehrfacher Wiederholung, bilden eine lediglich nach lithologischen Gesichtspunkten gegliederte Schichtserie, die sowohl gegen das Gotthardmassiv als gegen die südlich gelegene Kalkschieferzone durch Triaszüge abgegrenzt ist. Diese beiden Züge, der nördliche, ans Gotthardmassiv angrenzende Triaszug und der südliche, der Triaszug des Val Corno[1]), stossen in der Gegend der Hütten von Cantina di Cruina zusammen. Die Nufenenschieferzone keilt also gegen E aus. Gegen W zu können wir sie über Faulhorn, Ritzenhörner und Merzenbachschien bis in das Blindental und darüber hinaus verfolgen. Schmidt und Preiswerk (Lit. 22, Tafel II) fassen sie als Mulde auf und sie soll deshalb in der Folge auch „Nufenen-

[1]) Es empfiehlt sich, neben der Kartenskizze (Taf. XIV) die Blätter 490 (Obergesteln), 491 (St. Gotthard), 494 (Binnental) und 495 (Basodino) des Siegfriedatlas' zu benützen, da nicht alle Ortsangaben des Textes auf unserm Kärtchen untergebracht werden konnten.

mulde" genannt werden, trotzdem sie, wie wir später sehen werden, keine eigentliche Mulde ist.

Die im S der Nufenenzone folgende Zone der penninischen Kalkschiefer (Bedrettomulde) habe ich nicht näher untersucht.

A. Das Gotthardmassiv (Westteil).

Von den Gesteinsserien, welche in steiler Fächerstellung das Gotthardmassiv zusammensetzen, habe ich nur die drei südlichsten untersucht: die Tremolaserie, die südliche Gneisserie und die zentrale Gneisserie (Reihenfolge von S nach N). Die südliche und die zentrale Gneisserie wird von der Intrusivmasse des Rotondogranites durchbrochen, die zentrale Gneissserie ferner noch von einem Dioritstock, den ich am Sädelhorn (siehe Tafel XIV) gefunden habe, und den ich im Folgenden „Sädelhorndiorit" nenne.

1. Die vorvariszischen Formationen.

Die *Tremolaserie*, im Profil der Gotthardstrasse mächtig entwickelt, keilt gegen W, bei All' acqua, aus. Der westlichste Aufschluss typischer Tremolaschiefer befindet sich im untern Teile des Bachbettes ob den Hütten von Cassina baggio (ausserhalb unseres Kartengebietes). Weiter westlich treten die nördlich der Tremolaserie liegenden Gneise (südliche Gneiszone) mit der Trias in Kontakt (z. B. bei Cantina di Cruina).

Die *südliche Gneisserie*, die auf Pian secco und Alpe della Cassina baggio nördlich der Tremolaserie liegt und die auf den Manegorio- und Cruinaalpen am mächtigsten entwickelt ist, zeigt einen äusserst wechselreichen, unruhigen Charakter. Plattige oder massige, orthogneisähnliche Gesteine, Bänder- und Adergneise und von aplitischen Adern durchsetzte Amphibolite wechsellagern in oft verworrener, unübersichtlicher Weise mit sedimentären Glimmerschiefern, Gneisen und massigen oder schiefrigen Amphiboliten. In dieser Gesteinsserie, besonders im mittlern und südlichen Teil derselben, findet man häufig mächtige Pegmatitlagergänge, von welchen sich, überall wo günstige Aufschlüsse vorhanden sind, nachweisen lässt, dass sie mit den aplitischen Adern in Verbindung stehen, welche diesen Gneisen ihren typischen Habitus verleihen. Diese Gneisserie hat also zweifellos eine aplitisch-pegmatitische Injektion erfahren und dadurch ihr unruhiges Gepräge erhalten. Die Adergneise gehen ganz allmählich in orthogneisartige Gesteine über. An mehreren Stellen finden sich in dieser

Injektionsgneisserie Lamprophyrgänge. SCHMIDT und PREISWERK erwähnen solche aus dem Val Prosa, aber auch an andern Stellen, z. B. westlich von Sciori di mezzo und westlich vom Nufenenpass sind sie häufig. Diese Ganggesteine sind jünger als die Injektion; sie zeigen keine Spur von Injektion. Dagegen sind sie reich an Einschlüssen: grosse Quarzkörner oder Aggregate von solchen; hie und da auch grössere geröllartige Brocken eines Gesteins, das demjenigen der sauren Adern der Injektionsgneise ähnlich ist.

Bei Cantina di Cruina und westlich des Nufenenpasses können wir stark injizierte Gneise in direktem Kontakt mit der Rauhwacke der Trias beobachten. Nirgends geht eine Injektionsader in die Triassedimente hinein. Die Injektionsadern brechen an der Gneis-Triasgrenze unvermittelt ab. Die Injektion ist prätriadisch und kann also keinerlei Metamorphose der mesozoischen Nufenenschiefer bewirkt haben.

Die maximal 2000 m mächtige südliche Gneisserie keilt auf der Strecke von Manegorio bis im Ladt (Eginental) zwischen der mittleren Gneisserie und der Trias aus. Die Grenze zwischen der mittleren und der südlichen Gneisserie zieht sich vom Nufenenweg ob Altstafel im Eginental südlich vom P. 2782 vorbei über den Südgrat des Pizzo Nero nach P. 2932 des Poncione di Manegorio, wo beide am Granitkontakt abbrechen.

Die *zentrale Gneisserie* besteht vorwiegend aus Augengneisen, granitkörnigen Gneisen und Streifengneisen. In den zwei ersten sind noch Reste der ursprünglichen Struktur und des ursprünglichen Mineralbestandes erhalten geblieben. Die Augengneise sind aus porphyrartig struierten Graniten, die granitkörnigen Gneise aus normal struierten, grobkörnigen Graniten hervorgegangen. Auch die Streifengneise sind zum grössten Teil dynamometamorphe Granite (zum Teil mögen es auch Injektionsgneise sein). Sie sind aber so stark gepresst und ausgewalzt worden, dass in ihnen keine primären Mineral- und Strukturrelikte mehr nachzuweisen sind. Wenig metamorphe, grobkörnige Granitgneise dieser Serie finden wir in schönster Ausbildung auf dem südlichen Ritzberg und südlich des Sädelhornes. Augengneise sind häufiger. Wir finden solche südlich der Hohbachseen auf dem Ritzberg und in mächtiger Entwicklung vor allem im Gebiet des Brodelhornes, der Murmelen Berge und des Bochtenhornes. Östlich des Eginentales werden sie seltener. Alle diese Granit- und Augengneise gehen sowohl im Streichen wie quer dazu ganz

allmählich in Streifengneise über. Am Kontakt mit Rotondogranit und Sädelhorndiorit brechen sie unvermittelt ab.

Erscheinungen mechanischer Verdrängung des Nebengesteins durch das Intrusivgestein konnten nicht beobachtet werden. Beide Tiefengesteine scheinen sich unter Resorption der Gneise an deren Stelle gesetzt zu haben. In der Gegend des Blasgletschers im Gornerlital sind die Streifengneise vom Rotondogranit aus aplitisch injiziert worden. Die weissen, granathaltigen Aplitadern sind längs den Schieferungsflächen in den steilstehenden Gneis eingedrungen.

Diese Verbandsverhältnisse beweisen, dass die Gneise schon parallel struiert waren, bevor der Rotondogranit und der Sädelhorndiorit in sie eingedrungen sind. Und sehr wahrscheinlich war ihnen im grossen Ganzen damals schon der heutige Mineralbestand zu eigen.

Die Granitgneise der zentralen Gneisserie werden durch ein schmales, lang aushaltendes Band von Paragesteinen, bestehend aus biotitreichen Sedimentgneisen, sedimentären Granatglimmerschiefern, Amphiboliten und Amphibolgneisen, in eine nördliche und eine südliche Zone geteilt. Im Blindental treffen wir diesen Zug von Paragesteinen auf der rechten Talseite ca. 150 m nördlich vom Lerchstafel. Von hier aus lässt er sich über die Hohbachseelein, südlich des Stockhornes vorbei ins Merzenbachtal verfolgen. Von da streicht er über das Brodelhorn und Bochtenhorn ins Eginental, über den Hammer und den Sattel zwischen Pizzo Gallina und Mittaghorn ins Gornerlital, wo er westlich über dem Gornerligletscherchen vom Rotondogranit schief abgeschnitten wird. Auf einer Exkursion im Herbst 1919 konstatierte ich am Ostende des Rotondomassivs bei P. 3026 nördlich des Wyttenwasserpasses und bei der Rotondohütte (S. A. C.) Amphibolite und Hornblendegneise, welche offenbar die Fortsetzung dieses Gesteinszuges darstellen. Ich habe denselben nicht weiter nach E verfolgt, glaube aber, dass er irgendwie mit der Zone des sedimentären Guspisgneises zusammenhängt[1]).

In dem von mir untersuchten Teil dieser Zone von Paragesteinen herrschen hornblendehaltige Gesteine wie Amphibolite, Hornblendegneise und Hornblende-Granatschiefer stark über Biotitgneise und -schiefer vor. Hornblendegesteine und

[1]) Die Existenz dieses Gesteinszuges ist auf der geolog. Karte der Simplongruppe von Schmidt und Preiswerk angedeutet durch eine Granatschieferlinse in der Gegend der Hohbachseelein und einem Amphibolitzug östlich Hohsand im Eginental.

Biotitgneise sind wohl sedimentären Ursprungs. KRIGE (Lit. 35) beschreibt ähnliche Sedimentgesteinszüge im Cadlimo-Orthogneis und deutet sie als muldenförmige Einfaltungen in demselben. Ich halte diese Auffassung auch für das oben beschriebene Band von Paragesteinen der zentralen Gneisserie im westlichen Gotthardmassiv für die richtige.

2. Variszische Faltung und nachfolgende Intrusionen.

Wir finden also im Gotthardmassiv deutliche Spuren einer ältern (variszischen) Faltung. Diese ist jünger als die Orthogneisintrusion, denn die Sedimenteinfaltung ist nirgends von den benachbarten mächtigen Orthogneis-Graniten durchbrochen worden. Sie ist aber sicher älter als die Intrusion des Rotondogranits, denn dieser hat die Sedimenteinfaltung durchbrochen. Wir haben oben gesehen, dass die Paralleltextur der Orthogneise älter ist als die Intrusion des Rotondogranits und des Sädelhorndiorits. Sie kann demnach nicht eine Folge der tertiären Dynamometamorphose sein, es sei denn, wir würden annehmen, dass der Rotondogranit und der Sädelhorndiorit erst in der tertiären Phase der Alpenfaltung ins Massiv eingedrungen seien, eine Annahme, die nach unseren Kenntnissen über die Zentralmassive der Alpen wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat. Die Orthogneise haben ihre Paralleltextur also offenbar während der variszischen Faltung erworben.

Der Rotondogranit und der Sädelhorndiorit durchbrechen das ältere Gneisfaltensystem ganz unabhängig von seiner Struktur. Besonders schön ist dies am Rotondogranit zu sehen, der die südliche und die zentrale Gneisserie samt der Einfaltung in der letztern quer durchschneidet. Die Grenze zwischen dem Granit und den angrenzenden Gesteinen ist scharf. An der Südseite des Massivs sind Granit und Gneis eigenartig miteinander verzahnt, indem grössere Gneiskomplexe in den Granit hineingreifen. Gneise und Amphibolite sind bei der Granitintrusion nicht verdrängt, sondern resorbiert worden. Im Gornerlital hat der Granit die angrenzenden Orthogneise längs ihren Schieferungsflächen injiziert. Das Granitmagma ist hier besonders reich an leichtflüchtigen Bestandteilen (Mineralisatoren) gewesen, was aus dem allgemein verbreiteten Fluoritgehalt des Granites dieser Gegend hervorgeht. Im allgemeinen lassen sich an den Gneisen keinerlei Kontakterscheinungen nachweisen. Die Gneise behalten bis an die Granitgrenze ihren normalen Habitus. Hier und da werden sie von Aplitgängen durchbrochen. Auch Quarz-

gänge und -linsen (z. T. mit Arsenkies) findet man in der Nähe des Granitrandes.

3. Rotondogranit und Sädelhorndiorit.

Das westliche Rotondogranitmassiv zeigt grosse Einförmigkeit in der Ausbildung seiner Gesteine. Die Granite verschiedener Gebiete zeigen nur geringe Unterschiede, vorwiegend struktureller Art. An einigen wenigen Stellen ist es allerdings zur Ausbildung einer aplitischen Randfazies gekommen. So im Gornerlital, wo stellenweise der Granit fast vollständig biotitfrei, aber durchwegs fluoritführend ist.

Ausser den bereits erwähnten Aplitgängen fand ich in den Gneisen am Südfuss der Manegoriowand (P. 2932) auch Lamprophyre, welche unzweifelhaft aus dem Magmabassin des Rotondomassives stammen. (Die Abstammung der pag. 454 erwähnten Lamprophyre ist völlig ungewiss; nach meinem Dafürhalten ist es nicht wahrscheinlich, dass sie aus dem Rotondomassiv herzuleiten sind.) Sie sind besonders erwähnenswert, weil sie neben olivgrünem Biotit und viel Orthoklas grosse Mengen von Diopsid führen.

In der Ostwand des Sädelhornes gegen den Merzenbachgletscher, nordwestlich desselben und am Stockhorn ist ein Tiefengestein, der „Sädelhorndiorit", aufgeschlossen, das sich gegenüber dem Gneis gleich verhält wie der Rotondogranit. Es hat dasselbe den in dieser Gegend anstehenden Augengneis durchgeschmolzen, ohne seine Lagerungsverhältnisse zu stören. Die in den Felswänden auf grössere Distanz gut erkennbare Grenze zwischen Diorit und Augengneis ist scharf. Ich vermute, dass die uns heute zugänglichen, nicht sehr ausgedehnten vier Aufschlüsse nur die obersten Ausläufer eines grössern, in der Tiefe steckenden, einheitlichen Massives sind, denn die Gesteine derselben stimmen unter sich auffallend überein. Unter dem Mikroskop erweist sich das feinkörnige, schwarz und weiss gesprenkelte Gestein als ein Quarz-Glimmerdiorit mit einer für ein solches Gestein merkwürdigen divergentstrahlig-diabasartigen Struktur. Wir wollen dasselbe in der Folge nach dem Hauptaufschluss kurz Sädelhorndiorit nennen. Haben wir schon beim Rotondogranitmassiv keine ausgesprochenen Kontaktwirkungen des Tiefengesteins auf die Nebengesteine nachweisen können, so ist dies hier noch weniger der Fall. Was aber hier wiederum auffällt, das ist der Umstand, dass der Sädelhorndiorit völlig massig, der Orthogneis dagegen deutlich geschiefert ist, trotzdem beide die tertiäre Dynamometamorphose überstanden haben. Das

zeigt uns von neuem, dass die tertiäre Metamorphose die Gesteine dieses Teiles des Gotthardmassivs relativ wenig verändert hat.

4. Prätriadische Diskordanzfläche.

Die Annahme einer variszischen Faltung postuliert, dass zwischen dem gefalteten Grundgebirge und der mesozoischen Sedimentdecke eine Diskordanzfläche bestehe. Eine solche ist tatsächlich von Airolo bis ins Eginental zwischen Trias und den Gesteinszonen des Gotthardmassives zu beobachten (vgl. Tafel XIV). Auch im Ostteil des Massives ist diese Diskordanz nachweisbar. Die tektonischen Vorgänge während der Alpenfaltung haben sie nicht ganz verwischen können.

Im Bett des Eginenbaches südlich Distel, am Südhang des Sädelhorns und im Hohlauwibachtobel im Blindental finden sich unter der Trias bis 30 m mächtige, hellfarbige, Glimmerquarzite und chloritführende Granatglimmerschiefer, die in Aussehen, Struktur und Mineralbestand übereinstimmen mit Quarziten im Gotthardtunnel (von 300 m ab Südportal bis zur Rauhwackegrenze). Diese Quarzite lagern bei Distel und am Sädelhorn auf den zentralen Orthogneisen, im Gotthardtunnel auf der Tremolaserie, somit auf ganz verschiedenaltrigen Teilen des Gotthardmassives. Sie stellen offenbar die ersten über der Transgressionsfläche abgelagerten Sedimente dar. Ihr Alter ist permisch oder triadisch.

Hierher ist offenbar auch die von Niggli und Staub (Lit. 32 pag. 69) erwähnte Quarzitbank im Liegenden der Trias südlich P. 1955 im Ladt zu stellen, die ich aber, da der Aufschluss verschüttet ist, nicht mehr habe finden können.

5. Zusammenfassung.

Überblicken wir die Ergebnisse unserer Untersuchungen des westlichen Gotthardmassives, so tritt uns als wichtigste Tatsache die Existenz einer älteren (der variszischen) Faltung entgegen. Offenbar stellen massige Tiefengesteine (Granite) die tiefsten, tonige und sandig-mergelige Sedimente die höhern Glieder der gefalteten Gesteinsserie dar. Das variszische Faltensystem ist nach Abschluss der Faltung von granitischen und dioritischen Tiefengesteinsmagmen durchbrochen worden (Rotondogranit, Sädelhorndiorit). Ob die Injektion der südlichen Gneiszone in diese oder in eine frühere Periode fällt, ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Später ist dann das gesamte Faltengebirge abgetragen worden, und bereits in der mittleren

Triasperiode war das Meer über die Einebnungsfläche vorgedrungen. Die Diskordanzfläche zwischen dem gefalteten Grundgebirge und der mesozoischen Sedimentdecke ist am Südwestrand des Massives nachzuweisen.

Die tertiäre Alpenfaltung presste das ehemalige Faltengebirge von neuem empor und brachte die Gesteine in ihre heutige steile bis senkrechte Lage. Die Frage, wie weit die mit dieser Faltung verbundene Dynamometamorphose die bereits kristallinen Gesteine des Gotthardmassives verändert hat, ist noch nicht völlig abgeklärt. Einerseits ist man geneigt, diesen Einfluss am Grad der Umwandlung zu messen, die der Rotondogranit und der Sädelhorndiorit erfahren haben und ihn deshalb gering anzuschlagen. Anderseits sieht man aber, dass die dem Massiv im S angelagerten mesozoischen Gesteine unter dem Einfluss dieser Metamorphose in hochkristallinen Zustand übergeführt worden sind.

Prüfen wir noch einmal die massivischen Eruptivgesteine auf die von ihnen möglicherweise ausgegangene kontaktmetamorphe Beeinflussung der südlich ans Massiv angrenzenden Sedimente, so fallen sowohl die Injektionsgneise der südlichen als auch die Orthogneise der nördlichen Zone ausser Betracht, weil beide von der Transgressionsfläche geschnitten werden, also älter sind als die ältesten darüber abgelagerten mesozoischen Sedimente. Man hält heute allgemein dafür, dass die „mise en place" der zentralmassivischen Granite und Diorite vor der Trias erfolgt sei. Für den Rotondogranit und den Sädelhorndiorit lässt sich das allerdings nicht nachweisen, weil diese Gesteine nirgends an Trias grenzen und bis jetzt auch keine Gerölle derselben in der Trias gefunden worden sind. Dass die Nufenensedimente ihren hohen Umwandlungsgrad der Kontaktwirkung des Rotondograntis oder des Sädelhorndiorits verdanken könnten, halte ich — auch bei Annahme tertiären Alters dieser Tiefengesteine — nicht für wahrscheinlich, da beide die angrenzenden Gesteine nirgends nachweisbar metamorphosiert haben.

B. Stratigraphie der „Nufenenmulde".

1. Trias.

Die ältesten Sedimente, die über der im S des Gotthardmassivs nachgewiesenen postvariszischen Transgressionsfläche abgelagert wurden, sind die pag. 458 erwähnten Glimmerquarzite und chloritführenden Granatglimmerschiefer.

Dann folgen die Sedimente, die in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe (Lit. 22 pag. 18) zur Trias gezählt werden. Von ihnen sind in meinem Untersuchungsgebiet nur zu finden: die Rauhwacke, der Gips, sowie die chloritisch-serizitischen Schiefer.

Die Rauhwacke, das bekannte kavernöse, gelbbraune Gestein, bildet stets das tiefste Glied der Trias. Sie findet sich an der Grenze gegen das Gotthardmassiv und an der Basis der penninischen Kalkschiefer.

Der Gips ist nur an einer Stelle, südlich der Hütten von Manegorio in grösseren Massen beobachtet worden.

Die chloritisch-serizitischen Schiefer liegen über Rauhwacke und Gips. Sie schliessen stellenweise Schieferbreccien, am Eginenbach, südlich P. 1955 in ihrem untersten Teil, auch Schnüre und Linsen von Gips ein. Sie sind offenbar Derivate sandiger und toniger Mergel und entsprechen den Sedimenten, die von Niggli, Holst-Pellekaan und Krige zu den Quartenschiefern gerechnet werden. Vor den jurassischen Sedimenten der Nufenenmulde und des Penninikums zeichnen sie sich durch die Abwesenheit von Graphitoid aus. Ihr Karbonat ist im Gegensatz zu den kalzitführenden, jurassischen Sedimenten der Dolomit. Häufig erscheinen in ihnen quarz- und glimmerreiche Dolomitbänke als gering-mächtige Einlagerungen. Infolge ihres Glimmerreichtums sind sie das duktilste Glied der mesozoischen Sedimentserie; infolge dieser Eigenschaft haben sie bei der Gebirgsbildung als Gleit- und Abscheerungshorizont funktioniert.

Die den chloritisch-serizitischen Schiefern (Quartenschiefern) der Nufenenmulde äquivalenten Bildungen des Val Cornotriaszuges sind vorwiegend quarzitisch ausgebildet. Grüne (graphitoidfreie), kubisch zerfallende Glimmerquarzite herrschen vor, während grüne Biotitphyllite mehr zurücktreten.

2. Der Lias der „Nufenenmulde".

Im Nufenenlias können drei Stufen unterschieden werden.

Die untere Stufe besteht vorwiegend aus Derivaten von Tongesteinen, die als dunkle granat-, biotit-, plagioklas- und sprödglimmerführende, kristalline Schiefer ausgebildet sind. Kalkmarmorbänke sind hier und da dazwischen geschaltet. Der Granat hält sich streng an die Tonschiefer; er meidet die Kalke und ist in keiner andern Liasstufe nachzuweisen gewesen. Er ist also Leitmineral dieser Stufe.

Die mittlere Stufe wird zur Hauptsache eingenommen von hellgelben oder grauweissen Quarziten, die als weithin sichtbare Bänder eine scharfe Trennungslinie zwischen der untern und obern Stufe bilden.

Die obere Stufe ist mehr mergelig ausgebildet. Ihre Gesteine sind leicht kenntlich an den häufigen Plagioklas- und Zoisitporphyroblasten, die infolge Auflösung der kalkigen Grundmasse auf der angewitterten Oberfläche hervortreten. Sie haben den Gesteinen den Namen „Knotenschiefer" eingetragen. Knotenschiefer finden sich immer nur über den Quarziten.

Die petrographische Beschaffenheit der Sedimente und die wenigen, allerdings nur generisch bestimmbaren Fossilien erlauben uns, diese Stufen mit solchen bekannter Liasvorkommen zu vergleichen und zu parallelisieren. Es ist namentlich der Lias des Torrenthornmassives, der mit dem Nufenenlias grosse Übereinstimmung zeigt. Demzufolge habe ich der Einteilung des letztern die Gliederung zugrunde gelegt, die Lugeon (Lit. 31) am Torrenthornlias durchgeführt hat. Den Ausgangspunkt bei der Vergleichung von Nufenen- und Torrenthornlias bilden die Quarzite. Im Torrenthornmassiv sind die Quarzite als Lotharingien und Domérien bestimmt.

Unter den Quarziten liegt im Nufenengebiet zunächst eine Bank mit Gryphäen. Diese entspricht offenbar der „banc peu puissant de calcaires à gryphées" im Torrenthornlias, die Lugeon ins Sinémurien stellt. Die unter der Gryphitenbank liegende mächtige Granatschieferserie wäre dem Hettangien (inkl. unterstes Sinémurien) und eine zwischen Granat- und Quartenschiefern liegende Bank, die z. T. als Lumachelle entwickelt ist, dem Rhät (im Torrenthornprofil ebenfalls eine Lumachelle) gleichzustellen.

Über den Quarziten herrscht gleichfalls weitgehende Übereinstimmung. Die untern Teile der Knotenschiefer enthalten häufig Belemniten. Die Knotenschieferzone entspricht also wahrscheinlich dem Toarcien, das im Torrenthornmassiv in ungefähr gleicher lithologischer Ausbildung und mit derselben Fossilführung über dem Domérien-Sandsteinquarzit folgt.

1. Rhät. Etwas südlich von P. 1961 erscheinen, die Trias unmittelbar überlagernd, dunkle, geringmächtige Quarzite, quarzitische Kalktonschiefer und Kalke im Bett des Eginenbaches. Einige Bänke bestehen aus Lumachellenkalk, den ich, wie schon erwähnt, der rhätischen Lumachelle des Torrenthorns gleichstelle. Ich habe Rhät nur an dieser Stelle nachweisen können.

2. Hettangien (inkl. unteres Sinémurien). Der Lias beginnt mit einer mächtigen Serie von Derivaten sandiger Tonschiefer mit zwischengelagerten Kalkbänken. Im östlichen Teil der Nufenenmulde sind dieselben als granat-, biotit- und plagioklasporphyroblastenführende Schiefer und „Hornfelse", als Granatzweiglimmerschiefer und Granatchloritoidschiefer ausgebildet. Der Granat ist allgemein verbreitet und da er den übrigen Stufen des Nufenenlias fehlt, leitend für diesen Schieferkomplex. Allerdings tritt er im W der Ritzenhörner zurück. Die Schiefer sind dort glatt und zeigen makroskopisch nur noch kleine Biotit- und Sprödglimmerblättchen oder Zoisitnadeln.

Die obern Teile des Komplexes sind kalkig ausgebildet. Speziell im südwestlichen Teil der Mulde ergreift die Kalkschieferfazies immer mehr von der ganzen Stufe Besitz.

Der in Rede stehende Schieferkomplex entspricht in der Hauptsache wohl dem Hettangien, greift aber noch ins untere Sinémurien hinauf. Dies ist angedeutet durch den Arieten, den Salomon (Lit. 26) im Schutte östlich des Nufenenpasses gefunden hat. Die den Arieten einschliessende Matrix ist ein Granatbiotitplagioklasschiefer, der allem Anschein nach aus unserem Schieferkomplex stammt.

3. Sinémurien. Über den Granatschiefern folgen 5—20 m graue, oft quarzitische Kalke, die in einzelnen bis 30 cm mächtigen Bänken massenhaft dickschalige Bivalven führen. Die Fossilien sind durch die Metamorphose stark verändert worden; immerhin kann aus der Häufigkeit halbmondförmiger und ähnlicher Querschnitte, wie sie Heim (Lit. 13, Tafel 5) als Gryphäenquerschnitte deutet, geschlossen werden, dass Reste von Gryphäenschalen vorliegen.

4. Lotharingien-Domérien. Die Gryphäenbänke werden überlagert von gelben, massigen Quarziten. Es sind im allgemeinen zwei Bänke, eine wenig mächtige untere und eine bis 40 m mächtige obere Bank. Beide werden voneinander getrennt durch schwarze, oft stark pyrithaltige, sandige Schiefer oder Hornfelse.

5. Toarcien. Über den Quarziten folgen zunächst wenig mächtige Marmore mit unbestimmbaren Fossilresten; und über den Marmoren die sehr mächtigen sog. Knotenschiefer. Im Ostteil der Nufenenmulde nimmt man eine Wechsellagerung von 10—50 cm mächtigen Knotenschieferlagen und meist über 50 cm mächtigen knotenarmen Kalklagen wahr. Diese primäre Bankung wird oft unter geringem Winkel von der Druckschieferung durchsetzt (vgl. Bonney, Lit. 10, pag. 218 u. 219).

	Petrogr. Ausbildung	Fossilführung	Vergleichshorizonte des Lias des Torrenthornes (nach M. Lugeon)	Etage
Obere Stufe	Knotenarme Kalke und Knotenschiefer, wechsellagernde Kalke	Pentacrinus, Belemniten, zahlreiche, unbestimmb. Reste	Schistes argileux arénacées, parfois sericiteux, calcaires gris plaquetés, nombreuses belemnites à la base.	Toarcien
Mittlere Stufe	Kompakte, massige, gelbe, Quarzite mit schwarzen, pyritführenden Kalktonschiefern wechsellagernd	Keine	Grande épaisseur de grès silicieux à patine rousse. Calcaires arénacées detritiques avec ammonites. Grès silicieux comme ceux du Domérien mais plus lités et à patine verte.	Domérien Pliensbachien Lotharingien
Untere Stufe	Dunkle Kalke	Zahlreiche Reste von Gryphäen u. andern Fossilien	Banc peu puissant de calcaires à gryphées.	Sinémurien sup.
	Granat-Biotit-Plagioklasschiefer (Tonschiefer) mit vereinzelten Kalkbänken	Arietites sp. vereinzelte unbestimmb. Reste	Schistes marneux.	Sinémurien inf. Hettangien
	Schwarze, quarzitische Tonschiefer und Quarzite	Unbestimmb. Bivalvenreste lumachellbildend	Grès silicieux et banc de lumachelle	Rhétien

Im Westteil der Nufenenmulde fehlt diese Wechsellagerung von Kalk- und Tonschieferbänken und die Knotenschiefer sind homogener ausgebildet. Vorwiegend in den untern Schichten der Knotenschiefer treten massenhaft die schon längst bekannten, leider nicht näher bestimmbaren Belemniten des Nufenengebietes auf. Eine Bank mit nicht spezifisch bestimmbaren Pentracrinusstielgliedern, die ich östlich von Cruina angetroffen habe, gehört vermutlich dem untersten, kalkigen Teil dieser Stufe an.

Das normale Hangende der Knotenschiefer ist in meinem Untersuchungsgebiet nirgends vorhanden.

Westteil der Nufenenmulde. Gegen W wird die Ausscheidung der aufgezählten Stufen schwieriger. Dort bleibt als einziger Leithorizont die Stufe der gelbgrauen Quarzite (Lotharingien-Domérien) übrig.

3. Die penninischen Kalkschiefer (Lias?).

Östlich Paltano werden die grünen Quartenschieferquarzite der Val Cornotrias von tiefschwarzen, stark pyrithaltigen Granatstaurolithschiefern überlagert, die den Granatschiefern des Untersten Lias (Hettangien-Unteres Sinémurien) der Nufenenmulde sehr ähnlich sind. In ihren untern Partien wechsellagern sie mit grünen, graphitoidfreien Biotitphylliten, während in den obern Teilen Kalkschiefer zwischengelagert sind. Weiter aufwärts an den Hängen von Pian tondo herrschen Kalkschiefer vor, und die Granatschiefer treten völlig zurück. Die Kalkschiefer der Bedrettomulde sind im allgemeinen nicht so dunkel gefärbt wie die meisten Nufenensedimente. Es sind hellgraue, auf der Schieferungsfläche seidenglänzende, plattige, knaurige oder stark verfältete Schiefer. Zahlreiche Quarz und Calzitadern, -linsen und -knauern verleihen den Kalkschiefern ein unruhiges Aussehen. Bestimmbare Fossilreste habe ich darin nicht gefunden.

C. Petrographie der Nufenenmulde.

Da gewisse Mineralkomponenten in verschiedenen Gesteinen übereinstimmende Ausbildung aufweisen, scheint es mir, um Wiederholungen zu vermeiden, zweckmässig, vorgängig der Gesteinsbeschreibung die gesteinsbildenden Mineralien in einem besondern Abschnitt zu besprechen.

1. Mineralbeschreibung.

1. Biotit. Der Biotit findet sich hauptsächlich in den Granatschiefern oder deren weniger metamorphen Äquivalenten und in den Quartenschiefern. Er bildet entweder Porphyroblasten oder er ist in Form kleiner spärlicher Schuppen ein Gemengteil des Grundgewebes. Sein Pleochroismus ist im allgemeinen deutlich von gelbbraun parallel 0P nach fast farblos senkrecht 0P; im speziellen zeigt der Biotit aus gewissen Marmoren und Knotenschiefern äusserst geringen Pleochroismus, ohne dass sich indessen die übrigen optischen Eigenschaften änderten. Die hellere Färbung dieses Biotits ist allem Anschein nach primär und darf nicht als sekundäre Bleichung gedeutet werden. In den Biotitporphyroblasten der Granatschiefer sind häufig parallel der Basis sehr regelmässige und feine Lamellen eines farblosen, niedrig doppelbrechenden und gerade auslöschenden Minerals eingelagert. Die optischen Eigenschaften (niedrige Doppelbrechung, gerade Auslöschung, negativer Charakter) dieser Lamellen stimmen mit denjenigen des Pennins überein. Einschlüsse im Biotit sind: kohliges Pigment, Erz, Turmalin und Rutil.

2. Plagioklas. Dieses Mineral bildet grosse Porphyroblasten in fast allen obertriadischen und liasischen Gesteinen der Nufenenmulde. Diese Porphyroblasten können sich durch Wachstum so zusammenschliessen, dass sie ein lückenloses Gewebe bilden, in das die übrigen Gesteinskomponenten eingebettet sind. Im massigen Granathornfels erscheint der Plagioklas in Gestalt von sammetschwarzen, erbsengrossen Flecken; im kalkreichen, belemnitenführenden Hornfels wittert er dagegen als rundliche Knoten auf der Gesteinsoberfläche heraus. Auf diese Knoten ist man schon seit langem aufmerksam geworden; man hat sie nach dem Vorgang von Schmidt (Lit. 13, pag. 44) für Zoisit gehalten. Sie sind in der Tat schwierig zu bestimmen, da darin Grundmassengemengteile aller Art sowie reichliches Kohlenpigment eingeschlossen sind. Zudem ist es nur selten möglich, Spaltrisse und Zwillingslamellen zu beobachten.

Optische Bestimmungen am Plagioklas liessen sich infolge des enormen Reichtums an Einschlüssen nur mittels der Beckeschen Lichtbrechungsmethode durchführen. Sie ergaben, dass in den verschiedenen Gesteinen sehr verschieden zusammengesetzte Plagioklase vorkommen. Albite, Oligoklase und Andesine sind am häufigsten; in den schwarzen Granathornfelsen wurden sogar noch basischere Plagioklase beobachtet. Nicht

selten sind die grossen Porphyroblasten von erheblich basischeren Säumen umgeben (inverse Zonenstruktur).

Chlorit ist nie, Serizit selten, alle andern Gesteinskomponenten aber häufig im Plagioklas eingeschlossen.

3. Dolomit und Kalzit. In den Quartenschiefern ist der Dolomit neben wenig Kalzit weit verbreitet. Er bildet nicht selten einschlussarme Porphyroblasten, die auf dem Wege der Sammelkristallisation aus einem feinkörnigen Grundgewebe entstanden sind. Im Lias findet sich nur Kalzit. In den Tonschieferderivaten des untern Lias ist Kalzit nur Accessorium, dagegen enthalten die belemnitenführenden Schiefer des Toarcien feinverteilten Kalzit als Hauptgemengteil des Grundgewebes. Die wenigen erhaltenen Fossilreste aus dem Lias bestehen aus Kalzit; die Umkristallisation hat ursprüngliche organische Strukturen (Gitterstruktur bei Crinoidenstielgliedern) nicht völlig zu verwischen vermocht.

4. Quarz. Der Quarz fehlt keinem Gestein der Nufenenmulde. In den Quarziten der mittleren Stufe ist er einziger Hauptgemengteil. Auffallenderweise zeigt er nur selten undulöse Auslöschung, während dies in den quarzhaltigen Gesteinen des Gotthardmassivs fast durchwegs der Fall ist.

5. Granat. Der Granat findet sich fast ausschliesslich in den Tongesteinen des untern Lias, seltener in gewissen Quartenschiefern. Vom Faulhorn westwärts nimmt er an Zahl und Grösse rasch ab; schon in den Merzenbachschien ist er fast völlig verschwunden. Auch im östlichen Teil der Mulde tritt er nicht überall auf; Gesteine mit einem wesentlichen Gehalt an Carbonat scheint er zu meiden.

In den Schiefern und Hornfelsen des untern Lias erscheint er meist etwa in hirse- bis erbsengrossen Individuen, von denen die kleinern oft vollkommenen Idiomorphismus zeigen. In den Quartenschiefern konnten nie idiomorphe Individuen beobachtet werden.

Der Granat ist relativ einschlussarm und hält sich meist auch ziemlich frei von Graphitoid. Als Einschlüsse erscheinen vornehmlich Magnetit, Ilmenit, Rutil, Turmalin, Chloritoid und Quarz. In den schwarzen Hornfelsen ist er infolge seiner Graphitoideinschlüsse makroskopisch schwarzgefärbt und auf dem frischen Gesteinsbruch am Pechglanz der Bruchflächen zu erkennen. In den hellern Schiefern und pigmentfreien Quartenschiefern ist er rotbraun gefärbt. Im Schliff ist er farblos bis leicht rötlich. Optische Anomalien konnten nie beobachtet werden. Schmidt (Lit. 13, pag. 46) bestimmte

einen Granat vom Nufenenpass nach der Lichtbrechung und Dispersion als Almandin.

6. Serizit. In den tonerdereichen Hornfelsen und Quartenschiefern ist sehr feinschuppiger Serizit ein Hauptbestandteil des Grundgewebes; in den kalzitführenden Hornfelsen des Toarcien tritt er etwas zurück. Eigentümlicherweise geht er den Plagioklasporphyroblasten meist aus dem Wege, während die übrigen Komponenten des Gesteins in ungestörter Parallelanordnung durch dieselben hindurch gehen. Die Serizitschuppen sind offenbar zur Plagioklasbildung aufgezehrt worden, denn Verdrängungserscheinungen werden nicht beobachtet.

Die Serizitschüppchen zeigen die optischen Eigenschaften des Muscovits: hohe Doppelbrechung und grossen Axenwinkel.

7. Chlorit. Im Quartenschiefer tritt neben dem Serizit in der feinfaserigen Grundmasse ein Klinochlor als Hauptgemengteil auf. An grösseren Individuen wurde bestimmt: Pleochroismus: $\parallel$ 0P hellgrün, $\perp$ 0P farblos. $\mathfrak{c}$: Basisnormalen = 16°. Charakter positiv. Polysynthetische Zwillingslamellierung nach der Basis ist häufig.

8. Chloritoid. In den Tonschiefern des untern Lias (z. T. auch ausserhalb unseres Gebietes) ist Chloritoid sehr verbreitet. (Als kleine glänzende Schuppen kommt er in den Dachschiefern des Brigerberges vor.) Im östlichen Teil der „Nufenenmulde" erscheint er neben Biotit. Im Handstück kann man einen Biotitglimmerschiefer von einem Chloritoidglimmerschiefer nicht unterscheiden. Im Granatschiefer kann der Chloritoid zuweilen einziger Hauptgemengteil werden, ohne dass sich aber diese Granatschiefer vom gewöhnlichen serizitführenden Granatschiefer makroskopisch unterscheiden liessen. Die optischen Eigenschaften sind die folgenden: $\mathfrak{a}$ = grün, $\mathfrak{b}$ = blau, $\mathfrak{c}$ = gelblich-farblos; $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$; $\mathfrak{c} : c = 14{,}5°$. Spitze Bis. = $\mathfrak{c}$, Axenwinkel gross. $\varrho > v$. Bisectricendispersion gross: $\measuredangle c : \mathfrak{c}_{weiss} = 14{,}5°$ $\measuredangle c : \mathfrak{c}_{Na} = 13°$ $\measuredangle c : \mathfrak{c}_{Ta} = 15{,}5°$ $c : \mathfrak{c}_{\varrho} < c : \mathfrak{c}_{v}$.

Wie der Granat, ist auch der Chloritoid ein typisches Leitmineral für die Tonschiefer des untern Lias (Hettangien). Noch strenger als jener meidet er Schiefer mit wesentlichem Kalkgehalt und ist infolgedessen in den obern Stufen des Lias (Sinémurien-Toarcien) nicht zu finden. Dagegen stellt er sich wieder in den schwarzen Granatschiefern, südlich der Val Cornotrias, als seltener Einschluss in Granat und Staurolith ein.

Staurolith. Trotz eifrigen Fahndens konnte dieses Mineral in den Nufenenschiefern nirgends nachgewiesen werden. Weitverbreitet ist es dagegen in der untersten Serie der penninischen

Schiefer. In den sehr pyritreichen schwarzen Granatschiefern auf dem rechten Ufer des Tessin von Paltano abwärts bis südlich Manegorio ist er oft schon makroskopisch gut sichtbar.

Die Individuen sind mehrheitlich idiomorph; die Flächen (010) und (110) sind immer gut ausgebildet: Durchkreuzungszwillinge sind häufig. Das Mineral ist relativ einschlussarm (Chloritoid, Erz), zeigt aber immer einen hohen Graphitoidgehalt.

9. Zoisit. Grosse scharfkantige Stengel, die auf der Oberfläche der sogenannten „Knotenschiefer" des Toarcien herauswittern, sind von Schmidt (Lit. 13, pag. 44 u. 45) als Zoisit bestimmt und eingehend beschrieben worden.

10. Klinozoisit. Ganz anders als der Zoisit tritt der Klinozoisit auf. Er findet sich hauptsächlich in den Quartenschiefern und in den Schiefern der untern Lias. Hier und da ist er makroskopisch sichtbar als feine, hochglänzende Nädelchen. Unter dem Mikroskop erscheint er in zahnstocherartigen, nach der *b*-Axe gestreckten Individuen, die in der Prismenzone wohlausgebildete Kristallflächen aufweisen. Der Charakter der Längsrichtung ist $\pm$, die Axenebene somit senkrecht dazu.

11. Turmalin. Die meisten Nufenenschiefer führen Turmalin in recht ansehnlichen Quantitäten. Namentlich gewisse Quartenschiefer sind sehr reich an diesem Mineral. Gewöhnlich erkennt man zuerst grössere vom graubraun $\perp c$ nach fast farblos $\parallel c$ pleochroitische hemimorphe Säulchen, um dann bei näherer Untersuchung zu erfahren, dass das Gestein durchspickt ist mit einer enormen Menge ganz winziger, kurzer Nädelchen und Säulchen, deren Kristallgestalt und hohe Doppelbrechung den Turmalin erkennen lassen. Alle Eigenschaften sprechen dafür, dass er autigen ist. Das massenhafte Vorkommen deutet auf pneumatolytische Vorgänge während der Metamorphose der einschliessenden Sedimente. Die durchgehende Verbreitung des Minerals in den Nufenensedimenten beweist, dass die Vorgänge regionalen Charakter gehabt haben.

12. Rutil. Auch dieses Mineral findet sich in fast allen Nufenenschiefern. Es erscheint in kleinen, meist gelbbraunen Nadeln. Knieförmige Zwillinge nach (101) und herzförmige Zwillinge nach (301) sind sehr häufig.

13. Titanit. Im Gegensatz zu den Gneisen wird in den Nufenenschiefern kein Titanit angetroffen.

14. Graphitoid. Wie schon erwähnt, wird die dunkle, oft tiefschwarze Farbe der meisten Nufenengesteine hervorgerufen durch eine sehr fein und gleichmässig verteilte Substanz koh-

liger Natur. Auf Grund älterer Untersuchungen hat Schmidt (Lit. 13, pag. 43) dieselbe als Graphitoid bestimmt. Gewisse porphyroblastenbildende Mineralien wie Granat, Biotit, Klinozoisit wissen sich bei ihren Wachstum relativ frei von der Substanz zu halten, während andere wie Plagioklas, Zoisit, Staurolith und oft auch Chloritoid stärker pigmentiert sind als das Grundgewebe des Gesteins.

2. Beschreibung der Gesteine.

Im allgemeinen kann über die Struktur und Textur der Nufenenschiefer etwa folgendes ausgesagt werden:

Am verbreitetsten sind Gesteine mit lepidoblastischen und granoblastischen Strukturen. Häufig treten in der Granatschieferzone (Unterer Lias) auch poikiloblastisch struierte Schiefer auf. In diesen tonerdereichen, kalkarmen Schiefern finden wir nämlich nicht selten die Feldspate (Albit-Andesin) zu einem grobkörnigen, lückenlosen Grundgewebe zusammengeschlossen, in welches alle andern Gesteinskomponenten eingestreut sind. Die Einschlüsse überwiegen meist so stark, dass sie das Feldspatmosaik fast völlig verdecken. Was hier von den Plagioklasen der unterliasischen Tonschiefer gesagt wurde, gilt z. T. auch für den Kalzit der Knotenschiefer.

Sehr häufig enthalten die Nufenengesteine Porphyroblasten: Biotit, Granat, Plagioklas. Der Biotit kommt oft in Form rundlicher Körner vor. Nur selten liegt die Basis der Schieferungsfläche parallel.

Die Textur der Kalkmarmore, Rauhwacken und Quarzite ist massig bis schwach schiefrig, während alle übrigen Gesteine der Nufenenmulde gut bis vollkommen geschiefert sind. Technisch verwendbare Dachschiefer, wie sie in der Fortsetzung der Nufenenmulde bei Brig gebrochen werden, finden sich im Untersuchungsgebiet allerdings keine. Häufig sind die Schiefer gefältelt; seltener lassen sich zwei Fältelungsrichtungen erkennen (Kreuzfältelung). Die Porphyroblasten sind offenbar schon vor der Fältelung gebildet worden, denn die Reste des Grundgewebes in ihrem Innern zeigen keine Spur von Verbiegung. Die Porphyroblasten sind dagegen häufig gedreht worden. Die Plagioklasporphyroblasten haben nachträglich schwanzartige Fortwachsungen erworben, die im Sinne der Fältelung S-förmig gekrümmt sind.

a) Gesteine der Trias.

1. Serizitreicher Dolomit (Rauhwacke).

Herkunft: Cantina di Cruina, Bedrettotal, südlich im Ladt, Eginental, Hohlauwibachtobel. Gelblichweisser, kompakter, kavernös verwitternder Dolomit.

Gemengteile: Dolomit, Serizit, Quarz, Pyrit. Der Dolomit bildet ein feinkörniges, granoblastisches Gewebe, aus dem sich einzelne grosse Dolomitindividuen und Quarzaggregate hervorheben. Der Quarz ist wasserklar und nicht undulös auslöschend. Serizit in Form kleiner, gut individualisierter Blättchen ist häufig. Kleine Pyrit-Würfel sind überall im Gestein zerstreut.

2. Dolomitführender Glimmerquarzit (mit Biotitporphyroblasten).

Herkunft: Aus dem Bachbett des Eginenbaches südlich von P. 1955 und aus einem Block vom Nufenenpass.

Weisse oder hellgraue, sandige Schiefer mit braungrünen Biotitporphyroblasten.

Gemengteile: Quarz, Dolomit, Biotit, Muscovit-Serizit, Rutil, Zirkon, Ilmenit, Epidotmineralien, Turmalin. Das Grundgewebe wird gebildet von Quarz, sehr kleinkörnigem Dolomit und feinschuppigem Serizit. Die grossen Porphyroblasten eines eigentümlich von sehr schwach grüngrau nach farblos pleochroitischen Biotites sind regellos gelagert und ihre Basis oft zur Schieferung quer gestellt. Oft ist ein blassgrünlicher muscovitischer Glimmer mit kleinem Axenwinkel mit diesem Biotit parallel verwachsen. Schmutzig grün gefärbte, sehr unhomogene Epidotstengel, rundliche Zirkonkörner, unregelmässige gelbbraune Rutilkörner, Turmalinnädelchen und tafeliger Ilmenit sind häufige Nebengemengteile.

3. Serizit-Chloritphyllite mit Biotitporphyroblasten.

Herkunft: Bett des Eginenbaches südlich von P. 1955.

Diese Gesteine sind den vorhergehenden sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich von ihnen nur durch das Verschwinden des Carbonates und dem Hinzutritt eines von lichtgrün nach farblos pleochroitischen Chlorites (Pennin), der zusammen mit dem Serizit in Form von Schuppen und Fasern das granoblastische Gewebe des Quarzes (mit wenigen Albitkörnern) durchzieht.

Gemengteile: Biotit, Serizit, Chlorit, Quarz, Albit, Turmalin, Rutil, Ilmenit.

4. Serizit-Chloritschiefer mit Plagioklas-Biotit-, Dolomit- und Granatporphyroblasten.

Herkunft: Diese Gesteine nehmen unter allen Quartenschiefern den grössten Raum ein. Sie finden sich sowohl in der nördlichen Triaszone als auch an der Basis der Liasschuppen im östlichen Teile der Mulden. Die hier beschriebenen Gesteine stammen aus dem Bachbett des Eginenbaches südlich P. 1955, vom Stockje und vom Nufenenpass.

Es sind hellgrüne Schiefer mit erbsengrossen weissen Flecken (Plagioklas) und durchspickt von kleinen, glänzendschwarzen Biotit- und Ilmenitblättchen.

Gemengteile: Plagioklas, Biotit, Dolomit, Serizit-Chlorit, Quarz, Klinochlor, Ilmenit, Rutil, Turmalin, Klinozoisit, Granat, Plagioklas, Biotit, Granat und Dolomit treten als Porphyroblasten auf.

In einem sehr feinkörnigen bis feinschuppigen Gewebe von Quarz, Serizit und Chlorit (Klinochlor) liegen grosse Porphyroblasten von Plagioklas. Sie sind gestreckt, und zwar vermutlich nach der kristallographischen *a*-Achse. Ihre Längsrichtung liegt parallel der Schieferungsebene des Gesteins. Die Plagioklase enthalten alle Grundgewebegemengteile als Einschlüsse, ausser Serizit und Chlorit, die wahrscheinlich zur Bildung des Feldspates aufgebraucht worden sind. Vom Grundgewebe sind hauptsächlich rundliche Quarzkörner übriggeblieben, die einheitlich orientiert sind, und zwar liegt die *c*-Achse der Quarzeinschlüsse parallel zur *a*-Achse des Plagioklases. Dieser Umstand macht sich besonders dann geltend, wenn man bei der Bestimmung der Plagioklase mittels der Becke'schen Lichtbrechungsmethode Quarz und Feldspat in Parallelstellung vergeblich sucht. Die Plagioklasporphyroblasten zeigen nur undeutliche Kristallformen. Zwillingsbildungen nach dem Albit- und Periklingesetz und Spaltrisse sind sehr selten. Bestimmungen waren nur mittels der Becke-schen Lichtbrechungsmethode möglich. Diese ergeben Plagioklase aus der Reihe von Albit bis saurer Andesin. (Gestein vom Stockje $\omega \geq \alpha' \ \varepsilon > \gamma' \ \omega < \gamma' \ \varepsilon > \alpha'$). Basische Säume an Plagioklasen sind öfters zu beobachten. Zentral in den Porphyroblasten gehäuftes feinverteiltes Karbonat darf wohl nicht als Verwitterungsprodukt des Plagioklases gedeutet werden, sondern es ist wahrscheinlich bei der später als die Plagioklasporphyroblastenbildung einsetzenden Bildung der Karbonatporphyroblasten der Sammelkristallisation entgangen. Der Dolomit bildet im allgemeinen kleinere Porphyroblasten als

der Plagioklas. Der Biotit kann wie das Karbonat im Gestein gänzlich fehlen. Sein Pleochroismus ist der normale gelbbraune. Lange, zahnstocherartige Prismen von Klinozoisit sind fast immer, rotbrauner Granat dagegen nur selten vorhanden. Klinochlor, Ilmenit, Rutil und Turmalin sind häufige Nebengemengteile.

5. Quartenschieferbreccie.

Herkunft: Südwestlich von Tuchmatt (P. 2081), Eginental.

Im normalen Verband mit Quartenschiefern kommt südwestlich Tuchmatt eine Breccie vor, bestehend aus bis 5 cm langen, eckigen Stücken von Quartenschiefern, die durch einen gelben, ockerig verwitternden Kalkzement verkittet sind. Die Quartenschieferstücke sind weniger hoch metamorph als die angrenzenden Quartenschiefer, was sich besonders im Fehlen der Plagioklasporphyroblasten dokumentiert.

b) Gesteine des Lias.

1. Granat-Biotit Plagioklasschiefer.

Herkunft: Stockje am Griespass, Nufenenpass, Nordseite des Nufenenstockes.

Diese schwarzen, auf der unebenen Schieferfläche seidenglänzenden Granatschiefer sind, wenn frisch und unverwittert, meist ziemlich massig und zäh und somit hornfelsartig. Neben den Granaten, die beim Bruch des zähen Gesteins mitbrechen, und deren glasglänzende, muschelige Bruchflächen oft die Umrisse der Rhombendodekaederflächen zeigen, erkennt man den Biotit in Form kleiner, glänzendschwarzer Spaltblättchen. Dunklere Flecken auf den Bruchflächen des Gesteins verraten die Anwesenheit von Plagioklasporphyroblasten. Diese brechen nicht selten längs sehr unvollkommener Spaltflächen. Diese hornfelsartigen Schiefer sind meist ziemlich reich an Pyrit.

Gemengteile: Serizit, Quarz, Plagioklas; Biotit, Granat. Rutil, Turmalin, Ilmenit, Klinozoisit, Pyrit, Kalzit, Chlorit.

Alle diese Schiefer sind stark graphitoidhaltig. Das Grundgewebe, das von Serizitschuppen und Quarz gebildet wird, ist sehr feinkörnig-feinschuppig. Oft nimmt an seiner Bildung noch Kalzit und Pyrit teil. Alle andern Komponenten sind mehr oder weniger richtungslos in dieses Grundgewebe eingebettet. Biotit und Plagioklas zeigen dieselben Eigenschaften wie im Gestein 4 der vorigen Gruppe. Der Granat zeigt meist gutausgebildete Rhombendodekaederflächen und ist ziemlich arm an Einschlüssen. Der schön blau polarisierende

Klinozoisit bildet längliche nach der *b*-Axe gestreckte Prismen. Terminale Flächen fehlen diesen Prismen ganz. Ilmenit in Form dünner Blättchen, deren Querschnitt im Schliff leistenartig aussieht, ist häufig. Chlorit findet sich nur als Umwandlungsprodukt des Biotits.

2. Granatchloritoidschiefer.

Herkunft: Das Handstück entstammt dem nördlichsten Granatschieferzug am Nufenenpass.

Grauer, spröder Schiefer mit haselnussgrossen, rotbraunen Granatporphyroblasten. Der Hauptbruch zeigt wohl durch Serizit verursachten Seidenglanz; der Quer- und Längsbruch dagegen abwechselnd dunklere und hellere Lagen mit massenhaft dunkelglänzenden, kleinen Spaltflächen des Sprödglimmers.

Gemengteile: Chloritoid, Quarz, Serizit, Granat; Biotit, Turmalin, Ilmenit, Rutil, Graphitoid.

Chloritoid, Quarz und Serizit bilden ein granoblastisch-lepidoblastisches Grundgewebe, in das die unregelmässigen, oft rissigen Porphyroblasten vom Granat eingelagert sind. Dieser enthält wenig Einschlüsse von Quarz, Chloritoid, Erz und Graphitoid. Der Chloritoid hält sich hier ziemlich frei von Graphitoid.

3. Schwarze Kalkschiefer und Marmore (mit Fossilresten).

Vorkommen: Weitverbreitet unmittelbar unter dem gelben Quarzit des Domérien.

Diese Kalkschiefer und Marmore führen meist nur Kalzit als einzigen Hauptgemengteil. Derselbe bildet ein mehr oder weniger grobkörniges Grundgewebe, an dessen Bildung sich noch spärlich Quarz und Serizit beteiligen. Magnetit, Ilmenit, Rutil und Turmalin sind seltene Nebengemengteile.

4. Sandsteinquarzit.

Vorkommen: Dieses Gestein kommt nur in der zur Hauptsache quarzitführenden Zone des Lotharingien-Domérien vor.

Das stets gelblichrot anwitternde, mit HCl stark brausende Gestein zeigt mehr den Habitus eines kompakten Sandsteines, als den eines Quarzits.

Der Quarz als einziger Hauptgemengteil bildet ein verzahntes granoblastisches Grundgewebe, dessen Lücken von Kalzit, Chlorit und einem eigentümlichen stark rotbraun gefärbten, wenig pleochroitischen Glimmermineral ausgefüllt werden.

5. Knotenschiefer (belemnitenführend).

Vorkommen: Diese Schiefer gehören ausschliesslich dem über den Quarziten liegenden Teile des Lias an (Toarcien). Sie sind nur in der nördlichen und mittleren Schuppe entwickelt, während sie den südlichen Schuppen fehlen.

Auf der Oberfläche dieser Schiefer wittern längliche Stengel und Knoten heraus. Die Knoten bestehen aus siebartig, von allen andern Komponenten durchwachsenen Plagioklasen (vgl. pag. 465). Die Stengel bestehen aus einem höher lichtbrechenden ($n = > 1{,}65$), normal polarisierenden Mineral, das Schmidt (Lit. 16) als Zoisit bestimmt hat. Das Grundgewebe setzt sich zusammen aus Kalzit, Quarz und Muscovit, als Hauptgemengteile; Biotit, Klinozoisit, Ilmenit-Magnetit, Pyrit, Rutil, Zirkon, Turmalin und Graphitoid als Nebengemengteile. Manchmal ist in denselben Kalzit, oft aber auch Serizit und Quarz vorherrschend. Die Porphyroblasten sind nicht selten im Gestein gedreht. Die Grundmasse ist meist innerhalb der Porphyroblasten feinkörniger als ausserhalb.

6. Granat-Staurolithschiefer.

Herkunft: Diese Gesteine entstammen der Zone schwarzer Schiefer, die bei Paltano und Manegorio über der Val Cornotrias liegen (unterste Zone der penninischen Kalkschiefer).

Es sind schwarze, schwere, viel Pyrit enthaltende Granatschiefer, deren Staurolithkristalle selten auf der Schieferungsfläche sichtbar sind.

Gemengteile: Staurolith, Biotit, Granat, Muscovit, Quarz, Plagioklas, Ilmenit, Pyrit, Rutil, Turmalin und Chloritoid.

Der Granat ist bald idiomorph, bald auch unregelmässig ausgebildet, rötlich gefärbt und arm an Einschlüssen (Chloritoid, Ilmenit, Graphitoid). Staurolith, meist in der Prismenzone idiomorph ausgebildet, ist Hauptgemengteil des Gesteins. Stark graphitoidhaltige Blätter eines Glimmerminerals wurden als Muscovit bestimmt. Unregelmässige Körner von Pyrit sind in diesen Gesteinen besonders häufig.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass aus der mannigfaltigen Serie der Nufenensedimente sich nur wenige typische Gesteine herausheben. Sie sind im Vorhergehenden beschrieben worden. Zwischen ihnen stehen alle möglichen Übergangsgesteine.

Die Metamorphosierung der Nufenensedimente ist nicht vom Gotthardmassiv ausgegangen. Sie sind vielmehr unter dem Druck der von S ans Massiv heranbrandenden penninischen Decken in kristalline Schiefer umgewandelt worden.

Dabei ist es zur Entstehung von rein hornfelsartigen Gesteinen gekommen.

Der in fast allen Nufenenschiefern verbreitete Turmalin weist allerdings darauf hin, dass bei der Metamorphose Mineralisatoren mitwirkten, die vielleicht magmatischen Ursprungs waren.

D. Tektonik der Nufenenmulde.

1. Die randlichen Triaszüge.

Die „Nufenenmulde" wird eingerahmt durch zwei Triaszüge. Der nördliche Triaszug grenzt sie gegen das Gotthardmassiv ab und ist in sehr lückenhaften Aufschlüssen zu verfolgen von Cantina di Cruina über den Nufenenpass (hier streckenweise durch Erdfälle markiert) ins Eginental, wo südlich P. 1955 im Bett des Eginenbaches Rauhwacke schön aufgeschlossen ist. Westwärts dieses Aufschlusses finden wir triadische Rauhwacke nur noch in ganz geringer Ausdehnung an drei Orten anstehend: in der Ritzgletschermoräne, westlich der Ritzfurgge und im Hohlauwibachtobel. Der südliche Triaszug ist etwas besser aufgeschlossen. Südwestlich von Manegorio stehen Gips, Rauhwacke, grüne Quarzite und Biotitschiefer an, die aber nach Westen bald unter der mächtigen Glacialschuttdecke des Pian tondo verschwinden. 500 m östlich der Alphütte von Corno befindet sich ein Aufschluss von Rauhwacke und Quartenschiefer in einem Bacheinschnitt. Nördlich des Cornopasses steht über 100 m mächtige Rauhwacke auf einer Strecke von fast 1 km an, verschwindet aber gegen W unter Moräne und Eis des Griesgletschers. Der auf der Simplonkarte verzeichnete Triaszug östlich von ‚Sulz" bildet, wie wir nachher sehen werden, nicht die Fortsetzung der Val Cornotrias. Im Hohstellibach, wo wir die Val Cornotrias wieder finden sollten, lassen sich weder Rauhwacke noch typische Quartenschiefer nachweisen[1]).

2. Der Schuppenbau der Nufenenmulde.

Die Nufenenmulde ist nicht, wie man früher (Lit. 22, Taf. II) angenommen hat, eine Mulde im eigentlichen Sinne des Wortes, Am klarsten zeigt sich das in einem Querschnitt etwa längs

[1]) Die beiden in der Karte als Trias bezeichneten Gesteinszüge bestehen vorwiegend aus hellen, glimmerreichen, quarzitischen Schiefern, deren Zugehörigkeit zur Trias fraglich ist.

des Griespasses. Im Aufstieg aus dem Eginentalboden gegen das Stockje (P. 2149) findet man östlich über dem Passweg, im Anriss des Baches, der vom Nufenenpass herkommt, Rauhwacke, welche die Gneise des Gotthardmassivs überlagert. Darüber folgen normal die Quartenschiefer und die Granatschiefer des untern Lias. Die letztern bilden den Felsen des Stockje. Steigt man, den Passweg verlassend, vom Stockje etwas in östlicher Richtung gegen den Nufenenstock an, so konstatiert man über den Granatschiefern gelbe Quarzite (Lotharingien-Domérien) und darüber Knotenschiefer des obern Lias (Toarcien). Im Tobel des Müsenbaches folgt über dieser Liasserie eine neue Partie von Quartenschiefern, darüber Granatschiefer, Quarzite und Knotenschiefer. Auch diese zweite Quartenschiefer-Liasserie wird unterhalb des Griespasskreuzes (P. 2460) durch ein Band von Quartenschiefer abgeschlossen, auf das wiederum normal unterliasische Granatschiefer folgen. Südlich des Griespasskreuzes erscheint nochmals ein Quartenschieferzug, dann Granatschiefer und endlich die mächtige Trias des Val Corno, bestehend aus Rauhwacke, welche an die Granatschiefer anschliesst und aus grünen, graphitoidfreien Schiefern und Quarziten (Quartenschiefer), welche die penninischen Kalkschiefer unterlagern. Die Gesteine stehen vom Stockje bis ins Val Corno steil bis senkrecht.

Wir beobachten eine Aufeinanderfolge von vier Trias-Liasserien, die als vier Schuppen (1—4) hintereinander aufgereiht sind. Die beiden nördlichen zeigen von den Granatschiefern bis zu den Knotenschiefern je ein vollständiges Liasprofil. Die beiden südlichen bestehen nur aus unterm Lias (Granatschiefer). Auf die unterliasischen Granatschiefer der südlichsten Serie folgt unmittelbar die Rauhwacke der Val Cornotrias, darüber Quartenschiefer und Kalkschiefer penninischer Fazies.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich: 1. dass die „Nufenenmulde" keine normale Mulde, sondern ein Bündel von vier steil gestellten, isoklinalen Schuppen ist; 2. dass der Triaszug von Val Corno nicht als Antiklinale zu deuten ist, sondern die auf die Nufenenschuppen aufgeschobene normale Unterlage der penninischen Kalkschieferserie darstellt.

3. Verlauf der Schuppen im östlichen Teil der Mulde.

Die nördlichste Liasserie, Schuppe 1, ist südlich der Nufenenpasshöhe am vollständigsten entwickelt und keilt gegen den Eginenbach zu ausserordentlich rasch aus. Schon am

Stockje sind nur noch Granatschiefer zwischen mächtigen Quartenschiefern erhalten und im Eginenbachbett sind auch diese verschwunden. Ob eine schmale Serie von unterstem Lias südlich P. 1961 der auskeilenden Stockjeserie angehört, oder ob sie als das Ausgehende einer Schuppe des stillen Galens aufzufassen ist, konnte nicht entschieden werden; die erstere Auffassung ist die wahrscheinlichere. Die Schuppe 1 lässt sich am Nufenenpass ostwärts bis nördlich der Scaia verfolgen, wo sie unter dem Schutt der Bergflanke und den verstürzten und gesackten Granatschiefern der nächst südlicheren Schuppe (2) endgültig verschwindet. Der Verlauf der Schuppe 1 und 2 trennenden Müsentaltrias macht sich orographisch geltend durch zwei Sättel in den beiden Kämmen, die von den Gipfeln des Nufenenstockes P. 2865 und P. 2849 nach N verlaufen. Nordwestlich der Scaia ist sie durch Schutt und Schnee fast vollständig verdeckt oder stark verstürzt, taucht aber ganz am Fusse des Abhanges südwestlich Sciori di Mezzo noch einmal auf.

Die südlich folgende Liasserie, Schuppe 2, deren normale Unterlage die Müsentaltrias darstellt, ist ebenso vollständig entwickelt, wie die der nördlichen Schuppe (1); sie lässt sich vom Ende des Nufenenmassivs westlich Cruina über Scaia, Nufenenstock, Faulhorn bis in die Ritzenhörner verfolgen.

Die nächst südliche Liasserie, Schuppe 3, der Griespasshöhe wird wieder normal von Quartenschiefern unterlagert, die in zusammenhängendem Zuge südlich an den Hängen des Nufenenstockes und der Scaia vorbei bis 500 m westlich Cruina verfolgt werden können. Südlich des Faulhornes ist derselbe Zug in der Trias des ‚Sulzs" und Salzgrätlis (beides sehr besuchte „Gleckplätze" von Gemsen) bis südlich P. 2730 zu verfolgen, wo er im Schutt verschwindet. Diese Schuppe besteht in ihrem mittlern und westlichen Teil nur aus Granatschiefern; im östlichen Val Corno sind zwei Quarzitzüge in die Granatschiefer verfaltet. Der mechanische Verband zwischen Granatschiefer und Quarzit lässt sich südlich der Scaia gut beobachten. Auch folgt in den wenig mächtigen Schiefern die südlich dieser Quarzitwand, die das Val Corno 1,5 km weit flankiert, nicht Knotenschiefer oder Quartenschiefer, sondern wieder Granatschiefer.

Die südlichste Liasserie, Schuppe 4, besteht nur aus unterliassischen Granatschiefern und ist überdies die von allen am schlechtesten aufgeschlossene. Sie ist östlich des Griespasses bis in die Gegend von P. 2615 und ein kurzes Stück im Sulz der Beobachtung zugänglich. Auch sie wird von Quartenschiefern unterlagert.

4. Verlauf der Schuppen im westlichen Teil der Mulde.

So klar der Bau der Nufenenmulde östlich der Griesgletscher—Eginenbachlinie ist, so kompliziert und verworren ist die Tektonik westlich dieser Linie. Die Stockjeschuppe (1) wird westlich des Eginenbaches abgelöst durch drei aus unterm Lias bestehende Schuppen. Die nördliche derselben schwillt nach W mächtig an und verschwindet unter dem Ritzgletscher. Die Granatschiefer südlich der Ritzfurgge, südlich P. 2813 (Sädelhorngebiet) und die Sprödglimmerschiefer im Hohlauwibachtobel betrachte ich als die westliche Fortsetzung dieser nördlichsten Schuppe.

Auch die mittlere Liasschuppe (2, Nufenenstockgipfel) erfährt westlich des Griespasses eine gewaltige Zunahme ihrer Mächtigkeit, indem sie die ganze Breite der Faulhornostwand einnimmt. Ein näheres Studium, besonders der Granatschieferserie, zeigt, dass diese Mächtigkeitszunahme auf isoklinale Faltungen zurückzuführen ist. Man kann nämlich östlich des alten Griesgletscherbettes in der Nähe von P. 2045 eine spitze Mulde mit samt ihrer Umbiegung beobachten. Scheinbar im Widerspruch dazu stehen die Verhältnisse in der Westwand des Faulhorns, wo die Granatschiefer deutlich antiklinal gestellt sind. In der Fortsetzung dieses Granatschieferzuges ist in der Westwand des Kars nördlich vom Salsgrätli eine prächtige, spitz-keilförmige Mulde (Ritzhornmulde) aufgeschlossen. Sie wird gebildet von zwei nach der Tiefe zu konvergierenden Schenkeln von Quarzit, die einen Kern von Knotenschiefern einschliessen. Diese Mulde verbreitet sich rasch, indem die Quarzitzüge auseinanderweichen und die Knotenschiefer des Muldenkerns zu mächtiger Entwicklung gelangen. Der nördliche Quarzitmuldenschenkel ist südlich der Ritzfurgge und am Fusse der Nordwand der Merzenbachschien aufgeschlossen. Noch einmal ist er sichtbar südlich P. 2813. Der Quarzitzug des Südschenkels der Mulde schwingt sich rasch in die Gipfelregion der Ritzenhörner auf, vereinigt sich aber in der Nordwand der Merzenbachschien mit einem südlicheren Quarzitzuge, indem die zwischenliegenden Granatschiefer auskeilen. Südlich P. 2813 taucht er wieder auf und ist bis ins Blindental hinunter zu verfolgen. In der Gipfelregion der Ritzenhörner sind Granatschiefer, Quarzit und Knotenschiefer ausserordentlich stark miteinander verfaltet; sogar Querfaltungen habe ich beobachtet. Die Deutung der Verhältnisse wird deshalb unsicher, um so mehr, als von hier an nach W die die einzelnen Schuppen trennenden Quarten-

schieferzüge auskeilen. Der Quarzitzug der Schuppe 2 teilt sich am östlichen Ritzenhorn in zwei Äste. Der nördliche vereinigt sich mit dem südlichen Quarzitschenkel der Ritzhornmulde, dessen Verlauf wir schon oben beschrieben haben. Der südliche Ast wird westlich der Merzenbachschien mächtiger und ist bis ins Blindental zu verfolgen. Die Knotenschieferserie der Schuppe 2 wird vom Faulhorn gegen W zusehends schmäler. Der sie von den Granatschiefern der Schuppe 3 trennende Quartenschieferzug keilt westlich des „Salzgrätli" aus.

Durchquert man im Blindental, etwa vom Rauhwackeaufschluss im Hohlauwibachtobel aus nach S vorgehend, die „Nufenenmulde", so findet man über der Rauhwacke unmittelbar die Tonschiefer des untern Lias, darüber in verstürzter Lagerung (der untere Quarzitzug (1) südlich des Sädelhorns ist hier nicht mehr auffindbar) Knotenschiefer, die nach S wieder durch ein Quarzitband (2) begrenzt sind. Diese Knotenschiefer bilden die westliche Fortsetzung des Kernes der Ritzhornmulde. Nun folgen aber über dem zweiten Quarzitband wieder Knotenschiefer, dann nochmals ein drittes Quarzitband (3), darüber in geringer Mächtigkeit Knotenschiefer und dann, ohne Quarzit oder Quartenschieferzwischenlage, unterliassische Tonschiefer. Die zwischen dem zweiten und dritten Quarzitband liegenden Knotenschiefer keilen in den Ritzenhörnern zwischen diesen Quarzitbändern aus. Wahrscheinlich stellen auch sie den Kern einer Mulde dar. Die geringmächtige Knotenschieferserie über dem dritten Quarzitband ist offenbar die Fortsetzung der Knotenschieferserie der Schuppe 2 des östlichen Muldenteiles. Der Schuppe 2 von Schuppe 3 trennende Quartenschieferzug des Salzgrätli ist hier vollständig ausgekeilt. Dasselbe gilt bis auf wenige zweifelhafte Reste (helle, schiefrige Quarzite) vom Quartenschieferzug, der Schuppe 3 von Schuppe 4 scheidet und von der Val Cornotrias.

Die Schwierigkeiten tektonischer Art, die sich der Abgrenzung und Deutung der einzelnen Schieferzüge im Blindental entgegenstellen, sind schon erwähnt worden. Weitere Schwierigkeiten ergeben sich aus dem Umstand, dass der Westabhang der Merzenbachschien sehr stark gesackt und verstürzt ist.

Das Auskeilen der Quartenschieferzüge und die komplizierte Tektonik im Westteil der Nufenenmulde führe ich darauf zurück, dass dort die einzelnen Schuppen mehr in die Tiefe greifen als im E. Das Verhalten der Schuppe 1 am Stockje ist eine Bestätigung dieser Ansicht. Das Auskeilen dieser noch an den Nordhängen des Nufenenstockes mächtig entwickelten Schuppe gegen den Eginenbach zu ist weniger ein

Auskeilen in der Streichrichtung als nach der Tiefe. Diese Liasschuppe steckt wie ein Keil in einer mächtigen, zusammengestauchten Quartenschiefermasse. Ganz ähnlich werden die übrigen Liasschuppen nach der Tiefe zu endigen. Die Quartenschiefer, welche die einzelnen Schuppen voneinander trennen, keilen nach oben rasch aus und verschwinden schliesslich vollständig dort, wo die Schuppen tiefer hinab reichen.[1])

5. Nufenenmulde und Gotthardmassiv.

In dem Maasse, wie vom Eginental bis Cantina di Cruina die südliche Gneisserie des Gotthardmassivs einsetzt und immer neue Gesteine an die Trias herantreten, wird die Nufenenmulde schmäler und keilt schliesslich zwischen dem Massiv und der penninischen Kalkschieferzone aus (die Endigungen der einzelnen Schuppen sind von einer mächtigen Schuttdecke verhüllt). Die im ersten Kapitel erwähnte Diskordanzfläche zwischen dem Gotthardmassiv und der Trias der Nufenenmulde haben Schmidt und Preiswerk (Lit. 22, pag. 34) als Abscherungsdiskordanz zu deuten versucht. Diese Deutung ist nicht zutreffend. Eine Abscherung ist erfolgt, aber nicht zwischen Trias und Massiv, sondern zwischen der mittlern Trias und dem Lias des Sedimentmantels. Die Diskordanzfläche zwischen dem letztern und dem Massiv ist aber eine primäre, stratigraphische.

Das Gotthardmassiv sinkt vom Gerental bis ins Eginental plötzlich stark ab. Das äussert sich besonders darin, dass das Massiv hier plötzlich schmäler wird. (Dieses axiale Absinken bewirkt, dass die Diskordanz zwischen Massiv und Sedimentmantel so deutlich zum Ausdruck kommt!) Es ist anzunehmen, dass, in dem Maasse wie das Massiv gegen W absinkt, die Nufenenmulde gegen E ansteigt. So erklärt sich das Auskeilen der Nufenenmulde im obern Bedrettotal.

[1]) Die Quartenschiefer haben bei der Faltung und Schuppung des mesozoischen Sedimentmantels des Gotthardmassives eine wichtige Rolle gespielt. Ihr Glimmer- und Chloritreichtum macht diese Gesteinsserie zum duktilsten Glied des Sedimentmantels. Der ganze Lias ist auf dem Quartenschieferhorizont von der Unterlage abgeschert, geschuppt und gefaltet worden. Die Quartenschiefer wurden zwischen die einzelnen Schuppen hineingeschleppt und dienten dort als Schmier- und Ausfüllmittel. Die feste massige Rauhwacke blieb auf ihrer Gneisunterlage haften. In keinem einzigen Quartenschieferzug tritt sie auf.

E. Nachtrag.

Nach Beendigung der vorliegenden Arbeit ist in den Schweizerischen Mineralogischen Mitteilungen (Jahrgang I, 1921) eine Arbeit von R. Sonder, „Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv" erschienen. Der Autor befasst sich hauptsächlich mit den im zentralen Teil des Massives gelegenen Granitstöcken und ihrem Ganggefolge. Er kommt zu einer komplizierten Chronologie der Faltungs- und Intrusionsperioden (vergl. pag. 28). Auf diese Darstellung werde ich an anderer Stelle zurückkommen, da mich meine Beobachtungen zur Überzeugung brachten, dass die Verhältnisse wesentlicher einfacher liegen, als wie sie Sonder darstellt.

Zu erwähnen ist hier ferner die 1922 erschienene Arbeit von Ed. Paréjas: „Géologie de la Zone de Chamonix" (Soc. phys. et hist. nat. de Genève, pag. 373). In tektonischer und stratigraphischer Hinsicht bietet sie interessante Vergleichspunkte. Auch in der Zone von Chamonix sind im Domérien mächtige Quarzite entwickelt. Leider ist es mir im gegenwärtigen Moment nicht möglich, auf eine Diskussion der interessanten Arbeit einzugehen.

Während des Druckes gelangt eine Arbeit von E. Fischer, Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv (Diss. Bern 1923) zu meiner Kenntnis. Die Untersuchungen Fischers erstrecken sich über nördlich meines Untersuchungsgebietes gelegene Massivteile und stellen deshalb eine wertvolle Ergänzung des hier über das Gotthardmassiv Gesagten dar.

Benützte Literatur.

1. 1796. H. B. de Saussure, Voyages dans les Alpes, pag. 291—305.
2. 1844. B. Studer, Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du Saint-Gothard. — Mém. de la Soc. géol. de France, 2e série, t. I.
3. 1851. B. Studer, Geologie der Schweiz, Bd. 1, pag. 194—204.
4. 1863. B. Studer, Geschichte der Physischen Geographie der Schweiz bis 1813, pag. 627.
5. 1865. H. Gerlach, Geologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt XVIII. Brig—Airolo.
6. 1869. H. Gerlach, Die Penninischen Alpen (m. Karte 1 : 200000). Neue Denkschrift d. Schweiz. naturf. Ges. XXII.
7. 1873. K. von Fritsch, Das Gotthardgebiet. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XV (m. geol. Karte 1 : 50000, spez. Karte Nr. 6).
8. 1888. A. Baltzer, Der mittlere Teil des Aarmassives nebst einem Abschnitt des Gotthardmassives, enthalten auf Blatt 13, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Liefg. XIV.

9. 1888. U. Grubenmann, Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Thurg. naturf. Ges. VIII.

10. 1890. T. G. Bonney, On the crystalline schists and their relation to the mesozoic rocks in the Lepontine Alps. Quart. Journ. Geol. Soc., London, XLVI.

11. 1890. U. Grubenmann, Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Thurg. naturf. Ges., Bd. IX.

12. 1890. A. Heim und C. Schmidt, Bericht über die Exkursion der Schweiz. geol. Ges. im Gebiet der Bündnerschiefer. Ecl. geol. Helv. II.

13. 1891. A. Heim, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. XXV.

14. 1892. U. Grubenmann, Über Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Teil des Gotthardmassives. Thurg. naturf. Ges., Bd. X.

15. 1894. T. G. Bonney, On mesozoic rocks ... Quart. Journ. Geol. Soc. London, L., pag. 285—301.

16. 1894. C. Schmidt, Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizeralpen. Livret-guide, pag. 154 u. 155.

17. 1904. G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sogen. „Gneissen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner-Alpen. Sitzungsber. d. K. Pr. Akad. d. Wissensch. Berlin, II, 1904; XX, 1905; XXII, 1906, pag. 420—426; XII, 1907, pag. 245—247.

18. 1906. P. Waindziok, Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. Inaug.-Diss., Zürich.

19. 1907. C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. Helv. geol., Bd. IX. pag. 484—584.

20. 1908. L. Hetzner, Petrographische Untersuchungen der kristallinischen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard. Tremolaserie. N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XXVII, pag. 157—218.

21. 1908. I. Koenigsberger, Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard. Ecl. geol. Helv., Bd. X, pag. 526—530.

22. 1908. C. Schmidt und H. Preiswerk, Geolog. Karte der Simplongruppe, 1 : 50000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Liefg. 26, Spez. Karte 48 mit Erläuterung.

23. 1909. J. Koenigsberger, Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar—Gotthard- und Tessiner-Massiv. Ecl. Geol. Helv., Bd. X, pag. 852—896.

24. 1910. J. Koenigsberger, Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive ... Compte-rendu du XI. Congrès géol. intern., Stockholm, pag. 639—671.

25. 1911. G. Klemm, Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Zeitschr. d. geol. Ges., Bd. 63, Monatsbericht 8/10.

26. 1911. W. Salomon, Arietites sp. im schiefrigen, granatführenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedrettozone des Nufenenpasses. Verh. d. naturhistor.-medizin. Vereins z. Heidelberg, N. F. XI, 3. Heft.

27. 1912. P. Niggli, Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordost-Rand des Gotthardmassivs. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XXXVI. Liefg.

28. 1912. W. Salomon, Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranits protoklastisch? Verh. d. naturhist.-medizin. Vereins z. Heidelberg, N. F XI. 3. Heft.

29. 1913. W. van Holst-Pellekaan, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Inaug.-Diss., Zürich.

30. 1913. H. Preiswerk, Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. d. naturf. Ges. in Basel. Bd. XXIV.

31. 1914. M. Lugeon, Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XXX, I. Bd.

32. 1914. P. Niggli und W. Staub, Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard und Aarmassiv. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. XLV.

33. 1914. H. Preiswerk, Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. Ecl. geol. Helv., Bd. XIII, 2.

34. 1914. A. Rothpletz, Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 66, Heft 1/2, pag. 76—178.

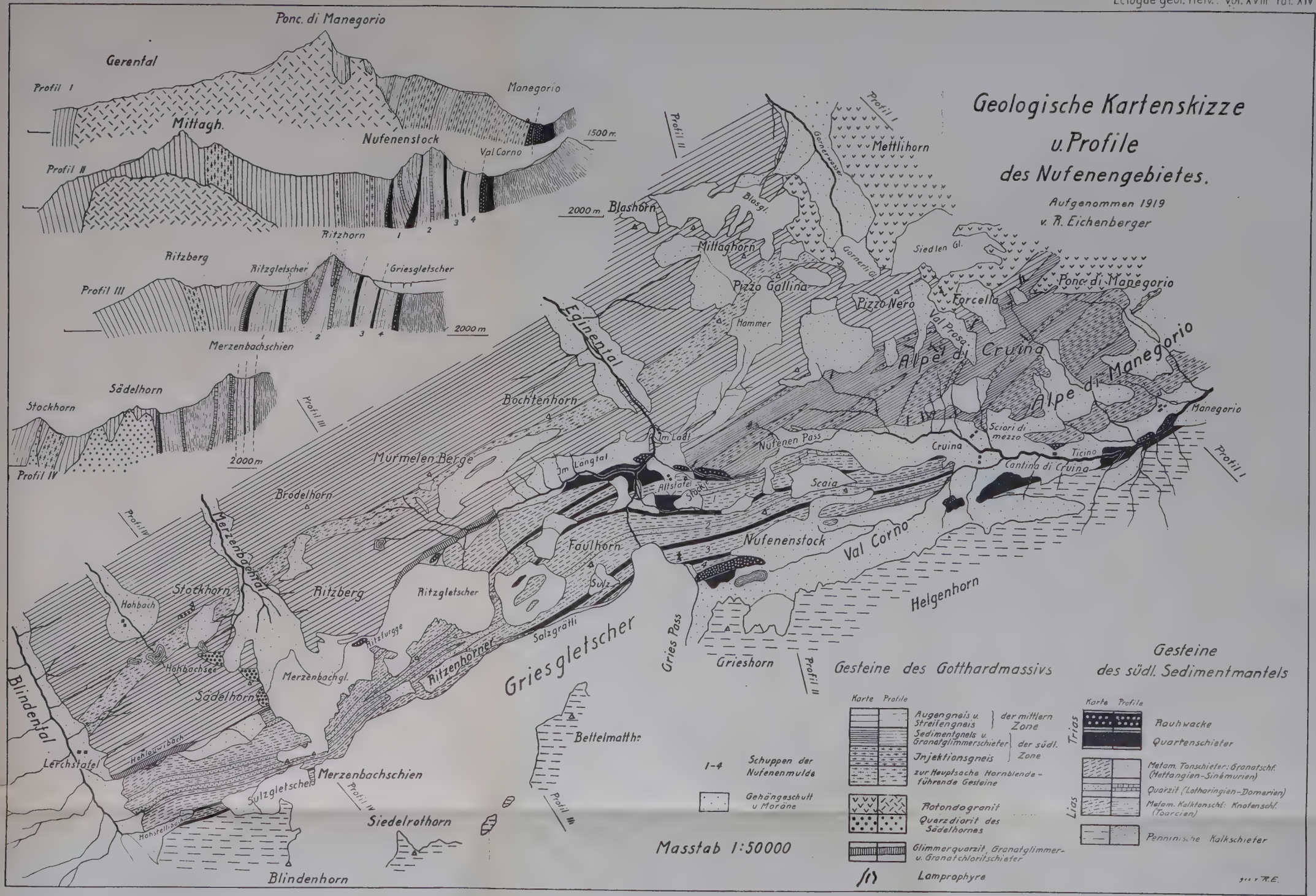
35. 1918. J. L. Krige, Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebungen. Ecl. geol. Helv., Bd. XVI, pag. 519—654.

36. 1918. H. Preiswerk, Oberes Tessin und Maggiagebiet, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XVI. Liefg., mit Spez. Karte Nr. 81, 1 : 50000.

37. 1919. J. Jakob, Untersuchungen über magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Inaug.-Diss., Zürich.

38. 1920. Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, Liefg. 2 u. 3.

Manuskript eingegangen am 15. März 1924.


Geologische Kartenskizze
u. Profile
des Nufenengebietes.
Aufgenommen 1919
v. R. Eichenberger
Ponc. di Manegorio
Gerental
Profil I
Manegorio
Mittagh.
Nufenenstock
Val Corno
1500 m
Profil II
2000 m
Ritzhorn
Ritzberg
Ritzgletscher
Griesgletscher
Profil III
Merzenbachschien
Sädelhorn
Stockhorn
Profil IV
Blashorn
Mittaghorn
Pizzo Gallina
Hammer
Mettlihorn
Gornerwasser
Blasgl.
Gornerli Gl.
Siedlen Gl.
Pizzo Nero
Forcella
Val Prosa
Alpe di Cruina
Alpe di Manegorio
Eginental
Bochtenhorn
Murmelen Berge
Brodelhorn
Im Ladt
Im Längtal
Altstafel
Stock
Nufenen Pass
Scaia
Cruina
Sciori di mezzo
Ticino
Cantina di Cruina
Faulhorn
Sulz
Nufenenstock
Val Corno
Helgenhorn
Merzenbachtal
Stockhorn
Hohbach
Ritzberg
Ritzgletscher
Ritzfurgge
Ritzenhörner
Salzgrätli
Griesgletscher
Gries Pass
Grieshorn
Hohbachsee
Merzenbachgl.
Sädelhorn
Blindental
Lerchstafel
Hohlauwibach
Merzenbachschien
Sulzgletscher
Hohstellibach
Siedelrothorn
Bettelmatthr.
Blindenhorn
Gesteine des Gotthardmassivs
Karte Profile
Augengneis u. Streifengneis
der mittlern Zone
Sedimentgneis u. Granatglimmerschiefer
der südl. Zone
Injektionsgneis
zur Hauptsache Hornblende-führende Gesteine
Rotondogranit
Quarzdiorit des Sädelhornes
Glimmerquarzit, Granatglimmer- u. Granatchloritschiefer
Lamprophyre
1-4 Schuppen der Nufenenmulde
Gehängeschutt u. Moräne
Masstab 1:50000
Gesteine des südl. Sedimentmantels
Trias
Rauhwacke
Quartenschiefer
Lias
Metam. Tonschiefer: Granatschf. (Hettangien-Sinémurien)
Quarzit (Lotharingien-Domerien)
Metam. Kalktonschf.: Knotenschf. (Toarcien)
Penninische Kalkschiefer